©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Fußflächen im Hohen Atlas

Von Konrad Wiche

Mit 1 Textabbildung, 2 Tafeln und 1 Beilage

(Vorgelegt in der Sitzung am 2. Juni 1955)

Problemstellung.

Ein morphologisch stark hervortretender Grundzug periodisch trockener Gebiete der Erde ist die Existenz weitgespannter, mäßig geneigter Erosionsflächen im Fels, die von steilen, zusammenhängenden oder isolierten Erhebungen überragt werden. Meist sind die Verebnungen viel ausgedehnter als die Vollformen, die gewöhnlich ohne Übergang, mit einem deutlichen Gefällsbruch (Knick) an den Steilhängen ansetzen. Fußflächen — *pediments* der Amerikaner, *glacis d'érosion* der Franzosen — kommen in allen Höhenlagen vor, in Flachländern, am Rande und innerhalb von Gebirgen. Obwohl in diesen die Flächen häufig auf fluviatile Terrassen oder Talböden auslaufen, sind sie nicht durch die Seitenerosion der Talweggerinne entstanden; es gibt außerdem zahlreiche Fußflächen, die weitab von größeren Gerinnen oder in abflußlosen Becken liegen (Mac Gee 1897, J. Dresch 1950), sich also genetisch als völlig unabhängig von einem „normal" funktionierenden Flußnetz, wie es uns aus der gemäßigten Zone bekannt ist, erweisen.

Im Hohen Atlas sind Pedimente in der Regel komplexe Gebilde, d. h. nicht unzerschnittene Ebenen, sondern durch Gräben und Racheln in Riedel — auch Badlands kommen vor — gegliederte Flachlandschaften. Diese Formengemeinschaften werden mit H. v. Wissmann (1951) als Fußflächen bezeichnet. Lediglich außerhalb des Gebirges sind im südlichen Marokko Fußebenen vorhanden. Es sind geographische, vom Hangfuß gegen die Abflußbasen[1] geneigte, nicht geometrische, horizontale Ebenen (H. v. Wissmann 1951). Unter Fußflächen und -ebenen sind immer Schnittflächen im Fels, unterhalb eines steileren Hintergehänges gemeint. Jene können allerdings mit Schutt teilweise oder ganz bedeckt sein. Die Vorgänge der Einflächung — seitliche Unterschneidung durch lineare Gerinne oder Schichtfluten bzw.

[1] „Abfluß-" statt „Erosionsbasis", als unterer Endpunkt einer Flußkurve, gegenüber „Fußpunkt der Tiefenerosion" (H. v. Wissmann 1951).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Verebnung durch Solifluktion — werden mit dem Begriff „Pedimentierung" zusammengefaßt.

Das Problem der Gebirgsfußflächen ist eng verwandt mit jenem der Inselberge, die namentlich in Afrika das Bild ganzer Landschaftsgürtel bestimmen. In beiden Fällen geht es in erster Linie um das Verständnis der Erosionsflächen, die grundsätzlich gleicher Entstehung sind. Auf den seit dem Paläozoikum nur kratogen bewegten innerafrikanischen Tafeln und Rümpfen war jedoch die Einflächung durch viel längere geologische Zeiträume tätig als in und im Umkreis der tertiären Faltengebirge im Nordwesten des Kontinents. Cum grano salis stellen die Inselberglandschaften das Reifestadium des für periodisch trockene Gebiete typischen morphologischen Entwicklungsganges dar (Formenzyklus in semiariden Gebieten). Dieser wird — in allgemeiner Formulierung — so wie in den gemäßigten Klimaten nach der Hebung einer Scholle zunächst durch Zerschneidung (Tiefenerosion) eingeleitet, auf welche jedoch zufolge der noch zu erörternden Schuttüberlastung der Gerinne relativ rasch die Seitenerosion in den Unterläufen der Flüsse und die Pedimentierung am Fuße aller Steilhänge durch kleinere Gewässer folgt (ähnlich bei F. Jaeger 1927). Tektonische Ruhe vorausgesetzt, wird durch Aufzehrung der Talscheiden und Verschmelzung der Fußflächen zu weiträumigen Erosionsebenen die ehemalige Hochscholle in einzelne isolierte Erhebungen (Inselberge) aufgelöst, bis schließlich auch diese abgetragen werden.

Die Erklärung der Fußflächen hat seit deren Entdeckung vor etwa 75 Jahren zu eingehenden Diskussionen Anlaß gegeben. Zunächst im trockenen Südwesten der Vereinigten Staaten und im benachbarten Mexiko aufgefunden und von dort beschrieben (G. K. Gilbert 1877, A. C. Lawson 1915, K. Bryan 1922), wurden sie dann auch aus Afrika (L. Waibel 1925), Indien (N. Krebs 1933) und China (W. D. Castel 1938) bekannt. Fußflächen gibt es außerhalb der gemäßigten Zone in allen warmen Klimaten, von den äußeren Tropen bis in die Etesien- und Monsungebiete[2]. Die wichtigsten Voraussetzungen für ihre Entstehung sind die strenge Beschränkung der Niederschläge auf kürzere oder längere Perioden im Ablauf eines oder mehrerer Jahre sowie die Heftigkeit der

[2] Von den viel selteneren, den Fußflächen verwandten Formen in anderen Klimaten, so in den Alpen (A. Penck 1925, H. Baulig 1950), in den deutschen Mittelgebirgen (H. Louis 1935, J. Büdel 1937) und im österreichischen Granitplateau (westliches Mühlviertel, Oberösterreich, nach eigenen, unveröffentlichten Untersuchungen) wird in dieser Arbeit abgesehen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

niedergehenden Wassermassen. Die absoluten Regenmengen spielen keine Rolle; Pedimente finden sich sowohl bei unter 200 als auch bei weit über 1000 mm Jahresdurchschnitt. Ebenso ist es nicht entscheidend, ob die Regen- oder Trockenzeit überwiegt. Letztere muß nur scharf genug ausgeprägt sein. Den inneren, ständig feuchten Tropen fehlen deshalb Fußflächen. Typische Pedimente, wie sie etwa D. Johnson (1932 a) beschrieben hat, sind auf die ariden und semiariden Klimate beschränkt.

Etwas schwieriger ist es, die Wirksamkeit der für die Pedimentierung maßgebenden, vom Klima abhängigen Vorgänge im einzelnen zu beurteilen. Der schroffe Gegensatz zwischen steiler und flacher Böschung im Querprofil eines Gebirgsabfalles mit zugehöriger Fußfläche erfordert einen unvermittelten Wechsel in der Arbeitsweise der abtragenden Kräfte. Als solche kommen in den periodisch trockenen Gebieten in Betracht: Mechanische (chemische) Verwitterung, Muren und Solifluktion, Tiefen- und Seitenerosion von Torrenten, Tiefen- und Seitenerosion in gestreckten Hanggräben (Runsen) bzw. gewundenen Spülrinnen (Rillen) sowie die Wirkung der Flächenspülung bzw. von Schichtfluten. Die Frage, welcher von diesen Vorgängen auf den Steilhängen bzw. Flächen dominiert, betrifft ein Hauptproblem der Pedimentbildung.

Zu prüfen ist ferner die Rolle des Gesteins (petrographische Zusammensetzung und Lagerung) für die Ausbildung und Form eines Pediments bzw. die Gestaltung des Steilhanges. Letztere können durch junge Verwerfungen (Verbiegungen) oder durch Flußerosion ursprünglich angelegt worden sein.

Stärker umstritten war bis vor kurzem die Altersfrage. Hierbei handelt es sich um die Feststellung, ob die Entwicklung der Fußflächen in der Gegenwart bereits abgeschlossen ist oder weitergeht, sie also Vorzeit- oder Jetztzeitformen sind. Damit hängt auf das engste das besonders von S. Passarge (1923 a, 1924, 1929) aufgeworfene Problem zusammen, inwieweit Klimaänderungen namentlich für die Entwicklung der Erosionsflächen in Inselberglandschaften angenommen werden müssen. Die Diskussion war insoferne festgefahren, als manche Autoren zu wenig darauf achteten, in welcher Meereshöhe und in welcher Zone des immerhin sehr ausgedehnten Trockenbereichs der Erde die untersuchten Beispiele liegen. Durch die systematischen klimamorphologischen Untersuchungen vornehmlich deutscher (H. Mortensen 1929; J. Büdel 1952; H. Mensching und R. Raynal 1954) und französischer Forscher (F. Joly 1950, 1952 a, b; R. Raynal 1952; J. Dresch 1953) konnten jedoch wesentliche Fortschritte erzielt werden.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Beobachtungen.

Während meiner zweimaligen Aufenthalte in Französisch-Marokko[3] habe ich Pedimente in verschiedenen Teilen des Landes kennengelernt. Genauer und erstmalig untersucht wurden diese Formen von mir im mittleren Teil des Hohen Atlas, im näheren und weiteren Umkreis der um 4000 m hohen M'Gounkette (K. Wiche 1953 a, 1954). Zum Vergleich wurden speziellere Begehungen im östlichen Hohen Atlas, zwischen Midelt und Ksar-es-Souk, hauptsächlich im Tal des Oued Ziz, bei Rich, und im südlichen Vorland dieses Gebirgsteiles durchgeführt. Die Fußflächen dieses ganzen Bereiches wurden zusammenfassend bereits in mehreren Arbeiten von F. Joly (1949, 1952 a) sehr zutreffend behandelt. Weitere Fahrten führten mich in die Oasenlandschaft des Tafilalet (Südmarokko, F. Joly 1952 b) sowie über die am internationalen Geographenkongreß in Amsterdam von J. Dresch (1938) erörterten ausgedehnten Pedimente im westlichen Djebilet, einer maximal 1058 m hohen, lockeren Bergkette jenseits des nördlichen Vorlandes (Haouz) des Hohen Atlas.

Die von mir untersuchten und beobachteten Fußflächen verteilen sich auf einen Höhenbereich von rund 400 bis 3000 m, die Kämme, denen sie vorgelagert sind, erreichen rund 750 bis über 4000 m. Sie liegen innerhalb, am Rande und einige 100 km entfernt vom Hohen Atlas, in Gebieten, die wohl sehr verschiedene jährliche Niederschlagsmengen, aber denselben Niederschlagsrhythmus aufweisen. Dadurch war es möglich, die für die Pedimentierung in einem Hochgebirge und in Flachländern der Subtropen ausschlaggebenden Vorgänge durch einen Vergleich der Formen in den verschiedenen Höhenstufen zu erfassen. Es hat sich hierbei herausgestellt, daß nur während der pleistozänen Kaltzeiten in allen Höhenlagen Fußflächen gebildet wurden, im Atlas die Einflächung in der Gegenwart jedoch unterbrochen und durch die Tiefenerosion abgelöst ist. Damit konnte auch die Altersfrage eindeutig beantwortet werden.

Die jährlichen Niederschlagsmengen betragen nach A. Robaux (1952) im mittleren Hohen Atlas 600 bis über 1000 mm, im östlichen Gebirgsabschnitt 300 bis 600 mm, im südlichen Vorland (vom Gebirgsrand gegen Süden rasch abnehmend) 100 bis 300 mm, im westlichen Djebilet 200 bis 300 mm und im Tafilalet unter 100 mm. Die absolute Trockenzeit dauert in Südmarokko von Ende April bis in

[3] Die beiden Reisen (1952 u. 1954) wurden durch namhafte Zuwendungen des Vereines der Freunde der Österreichischen Akademie der Wissenschaften ermöglicht, wofür auch an dieser Stelle nochmals gedankt sei.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

den Oktober und wird lediglich im Hochgebirge durch heftige, kurze Gewitter gemildert. Im Winter bleibt der Schnee über 2500 m 2—3 Monate liegen, schmilzt allerdings zu dessen Beginn und Ende mehrmals völlig oder bis in große Höhen rasch ab. Die tageszeitlichen Schwankungen der Lufttemperatur sind bedeutend. Sie betragen in den Vorländern während des Sommers 25—30°, im Gebirge sind sie etwas geringer. Ein Mehrfaches erreichen infolge der starken Insolation und der zumeist ungehinderten nächtlichen Ausstrahlung die Schwankungen der Bodentemperatur.

Fußflächen sind im mittleren und namentlich im östlichen Hohen Atlas, wie überhaupt im südlichen und südöstlichen Marokko sehr zahlreich. — An Hand einiger ausgewählter Typen sollen die Grundfragen behandelt werden.

Der höchsten Kette des mittleren Hohen Atlas, dem M'Goun (4070 m), ist im Nordwesten ein ausgedehntes Plateau, der Djebel Rhat, vorgelagert. Dessen Oberbau besteht aus Diabasen, denen mehrere 100 m mächtige Kalke und Dolomite des Jura aufgelagert sind. Der ganze Schichtkomplex ist zu einer flachen, langgestreckten Mulde verbogen, deren Achse parallel zum allgemeinen Gebirgsstreichen, von Südwesten nach Nordosten verläuft. An der Basis des Rhat haben permotriassische Sandsteine und rote Tone sowie silurische Schiefer weite Verbreitung.

Die größten Höhen (Hauptgipfel 3788 m) sind an die aufgebogenen Flügel der Rhatsynklinale geknüpft und liegen daher am Nordwest- und Südostrande des Plateaus. Gegen Nordwesten fällt dieses, in einer Breite von etwa 10 km, rund 1000 m zum Becken von Tirzal ab, das in örtlich antiklinal gepreßten Tonen und Sandsteinen ausgeräumt wurde (Abb. 1). Die Höhe des Abfalles krönen Kalk- und Dolomitwände, darunter zieht, durch weite Lücken unterbrochen, eine zweite niedrige Wandflucht in Diabasen (Taf. 1, Fig. 1). Alle Gesteine streichen flach am Steilhang aus, der die Schichtköpfe unter stumpfem Winkel schneidet.

Den Fuß des Abfalles nimmt eine maximal 1 km breite Fläche (zerschnittene Fußebene) ein. Sie beginnt über dem der Längserstreckung des Beckens (SW—NE) folgenden Hauptbach (ein Quellast des Asif n'Ait Oulli) mit etwa 5° Neigung, steigt bergwärts ziemlich rasch an und verflößt sich knicklos mit dem Hintergehänge zu einem im ganzen konkaven Profil. Lediglich unter den Wänden des Plateaurandes wird der Hang in den Haldenkernen leicht konvex.

Den Abfall des Rhat, der mit Ausnahme der Wände im allgemeinen 30—35° nicht überschreitet, durchfurchen zahlreiche

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

parallele oder nach unten konvergierende Runsen, die während des Sommers trocken sind. Sie setzen in den Plateauwänden als Steinschlagrinnen an und sind durchwegs relativ breit und seicht. Am Hangfuß und auf der Fläche gewinnen sie rasch an Tiefe (30 bis 40 m) und sind an ihrer Mündung scharf eingerissene Gräben. Andere, gewundene Rillen nehmen auf der Fläche selbst ihren Aus-

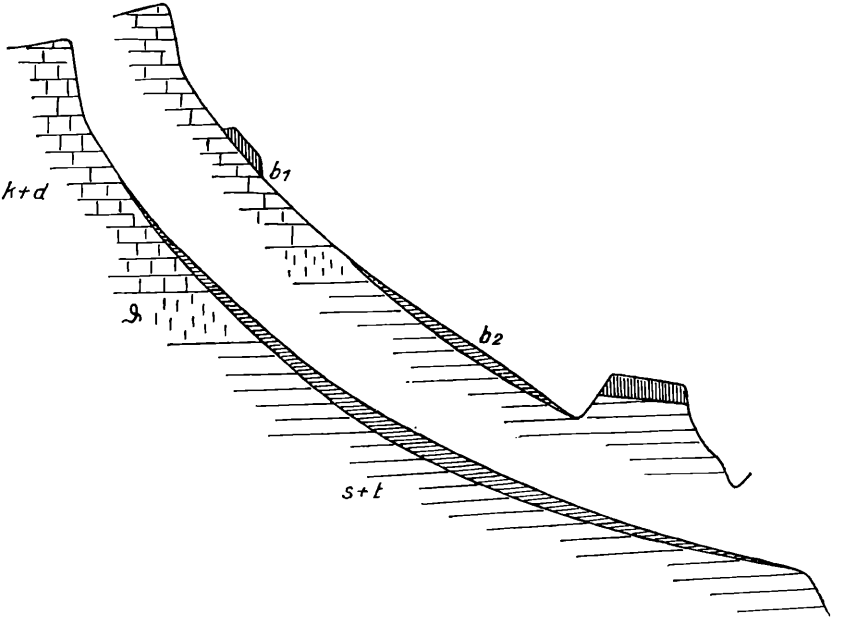


Abb. 1. Profile durch den Nordwestabfall des Rhat. $s+t$: Permotriassische Sandsteine und Tone. δ: Diabase. $k+d$: Kalke und Dolomite des Lias. b_1: Ältere Breccie. b_2: Jüngere Breccie.

gang. Durch die Gräben werden die Flächen in Riedel gegliedert, deren Höhen (Oberkanten) selten um mehr als 10 m voneinander abweichen. Dadurch wird die Einheitlichkeit des Pediments nur unwesentlich gestört.

Der Hauptbach, auf den die Gräben des Hanges und der Fläche unter fast rechtem Winkel stoßen, wurde von deren Gerinne an den Nordwestrand des Beckens gedrängt. Die Grabenhänge sind in den Tonen außerordentlich dicht von Racheln gekerbt, die zumeist als Spülrinnen auf den randlichen Teilen der Riedelflächen beginnen und an den Talkanten sprunghaft an Tiefe zunehmen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

In diesen nur periodisch tätigen Racheln wird die Hauptarbeit bei der gegenwärtig in Gang befindlichen Zerstörung der Fußfläche geleistet.

Das Pediment ist größtenteils von Klein- und Grobschutt bedeckt, der oberflächlich stärker, im Inneren schwach oder gar nicht verkittet ist und eine undeutliche Schichtung erkennen läßt. Die Aufschüttung setzt sehr hoch am Steilhang an, stellenweise unmittelbar unter den Plateauwänden, und erreicht ihre größte Mächtigkeit am Übergang zur Fußfläche (15—20 m in den Grabeneinschnitten). Weiter nach unten keilt sie allmählich aus, und über dem Hauptbach sind die Riedelflächen örtlich schuttfrei. Das Material ist sehr kantig, selten kantengerundet. Überwiegend sind es helle Kalke und Dolomite, welchen einzelne Diabastrümmer beigemengt sind. Auf der Fläche nimmt der Anteil roter Tonkomponenten zusehends zu. An manchen Stellen ist die Einbeziehung des verwitterten Untergrundes in die Schuttbewegung an geschleppten Tonschichten deutlich zu beobachten, wie dies von periglazialen Fließerden bekannt ist. Auf die Mitwirkung des Frostschubes beim Transport des Schuttes in dessen basalen Lagen weist die Einregelung der Längsachsen der Komponenten parallel zur Hangböschung hin, die nach den Anleitungen von H. Poser (1951) stichprobenweise festgestellt wurde.

Diese mäßig verfestigte Breccie, welche das Gehänge des Rhat und die Fläche zum größten Teil verkleidet, ist demnach im wesentlichen als fossile Solifluktionsdecke aufzufassen, wie solche im ganzen zentralen Kalkatlas sehr häufig sind (K. Wiche 1953 b). Der Schutt wurde an Wänden und Steilhängen durch die gegenüber der heutigen wesentlich gesteigerte Frostverwitterung in einer — der letzten — pleistozänen Kaltzeit aufbereitet. Er wanderte von den Wänden allein unter der Einwirkung der Schwerkraft, an flacheren Hangteilen (maximal 30—35° Neigung) durch Frostschub bzw. bei stärkerer Durchfeuchtung als eine Art Mure ab. Bloß unmittelbar beiderseits der größeren Furchen waren richtige Gerinne an der Verfrachtung des Materials stärker beteiligt, wie aus der feingliedrigeren Schichtung und einer gewissen Sortierung nach der Länge des Transportweges geschlossen werden darf. Lokal ist auch die Form schmaler Schwemmkegel erkennbar. Es läßt sich weiters in den Einschnitten unschwer feststellen, daß der Schutt überall einer völlig eingeebneten Felsfläche auflagert. Es handelt sich demnach am Rhat um ein echtes Pediment im Sinne von MacGee (1897).

Die tiefstgelegenen Anzeichen der kaltzeitlichen Solifluktion liegen auf der Fläche des Rhat bei etwa 2100 m. Dieser Wert

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

stimmt mit meinen früheren Feststellungen von anderen Punkten des Hohen Kalkatlas gut überein (K. Wiche 1953 a).

Auch die mechanische Verwitterung in der Jetztzeit muß bedeutend sein. Davon zeugen sehr ausgedehnte, vornehmlich aus gröberen Lockermassen bestehende Halden. Bei einem Böschungswinkel von 30° erreicht die Schutthülle am freien Hang, weit oberhalb des Bergfußes, mehrere Meter Mächtigkeit. Derselbe Hangwinkel bildet auch ungefähr den oberen Grenzwert für rezente Frostmusterböden (Streifenböden), die über 3000 m sehr häufig sind. Formen der gehemmten und gebundenen Solifluktion konnte ich im M'Goungebiet bis 2600 m herab verfolgen (K. Wiche 1953 a). Der Frostgürtel ist im Atlas sehr breit, woraus sich ohne Schwierigkeit der große Schuttanfall erklärt[4].

Am Nordwestgehänge des Rhat sind außer dem eben beschriebenen Pediment noch Reste einer älteren Verschüttung mit unterlagernder Felsplatte nachzuweisen. Nahe dem Westrand des Beckens von Tirzal, im Quellgebiet des Asif n'Ait Oulli, ragt über die Riedel der breit entwickelten Fußfläche ein allseits isolierter Klotz auf, der gleichfalls aus permotriassischen Tonen aufgebaut ist (Abb. 1). Die Schichten fallen flach gegen Norden ein und werden unter spitzem Winkel von einer Fläche gekappt, die von einer ziemlich dicken Lage stark zementierter Kalktrümmer bedeckt wird. Das höhere Alter dieser Ablagerung wird besonders durch die zahlreichen ausgehöhlten Gesteinsbrocken belegt, die der jüngeren Breccie fehlen. Auch hinsichtlich der Farbe und Lagerung ergeben sich Unterschiede. Die ältere Breccie ist gröber, läßt keine Einregelung oder Schichtung erkennen und zeigt auch ohne Beimengung toniger Substanzen im Kalkschutt Partien rötlicher Verfärbung.

[4] Auf die größere Breite des Frostbodengürtels im Atlas im Vergleich zu den Alpen habe ich bereits in einer früheren Arbeit hingewiesen (K. Wiche 1953 b, S. 147 f.; vgl. auch J. Tricart 1954, der auf diese Tatsache in den niederen Breiten allgemein verweist). In den Zentralalpen liegt die untere Frostbodengrenze bei etwa 2200 m, also rund 1200 m unter der gegenwärtigen Schneegrenze, im — für Nordafrika — relativ feuchten Mittleren Atlas bei etwa 1800 m (J. Dresch et R. Raynal 1953 a) und im trockeneren Hohen Atlas bei etwa 2600 m, das sind rund 1700 m unter der Schneegrenze. Gegen Süden, in der Sahara, sinkt die Frostbodengrenze noch weiter ab, im Hoggargebirge bis auf etwa 1500 m (J. Büdel 1952), in Abessinien bis auf etwa 2400 m, das sind rund 2400 m unter der dortigen Schneegrenze (J. Hövermann 1954). Diese außerordentlich starke Divergenz der beiden morphologischen wichtigsten Höhengrenzen von der gemäßigten gegen die aride Zone ist die Folge der bedeutenderen und häufigeren kurzfristigen Temperaturschwankungen im altweltlichen Trockengürtel.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Die Breccie bildet die gut erhaltene Gipfelfläche des Klotzes, die etwas steiler als der Felssockel nach Norden geneigt ist und rund 120 m über der Schlucht des Asif n'Ait Oulli abbricht. Vom Hintergehänge wird dieser höhere Riedel durch einen 60—70 m tiefen Einschnitt getrennt, in den die jüngere Breccie hineinreicht. Erst einige 100 m höher am Abfall des Rhat trifft man wieder auf einen Rest der älteren Breccie. Sie ragt wie eine Schwarte aus der jüngeren Hangverkleidung auf und gleicht in ihrem ganzen Habitus dem gleichaltrigen tieferen Vorkommen über dem jüngeren Pediment.

Ein viel größeres Reststück der älteren Fußfläche ist im Ostteil des Beckens von Tirzal erhalten. Es ist eine ziemlich breite, mit dem Steilhang des Rhat noch verbundene Rampe, die nur unbedeutend zerschnitten ist. Im Norden liegt sie maximal 150 m über dem östlichen Quellast des Asif n'Ait Oulli und etwa 100 m über den untersten Teilen der jüngeren Fläche. Im Gegensatz zu dieser ist die Oberfläche der Rampe viel weniger regelmäßig. Sie trägt eine mächtige Auflage sehr harter Breccien, in die über dem Hauptbach ausstreichende seichte Mulden, sonst Karstformen, eingesenkt sind. Auch bedeutende periglaziale Umlagerungen fanden statt, und durch den Frost aufgearbeitetes Breccienmaterial floß in Form großer Schutttropfen über die Hänge der Rampe ab. Am zugehörigen Steilhang des Rhat ist bloß die jüngere Breccie vorhanden, die am Bergfuß auf die ältere übergreift.

Am Rhat ist es also möglich, zwei verschieden alte Breccien auf Grund morphologischer Indizien und des Erhaltungszustandes ihrer Gesteinskomponenten zuverlässig zu unterscheiden. Die jüngere ist noch in großer Ausdehnung auf dem Steilhang und der Fußfläche vorhanden und hat ihre ursprüngliche Form, einer im wesentlichen durch Solifluktion entstandenen Decke, gut bewahrt. Sie gehört dem letzten, die ältere, viel stärker zerstörte Schuttdecke, dem vorletzten Pluvial an.

Am Steilhang ist die ältere Breccie, wie erwähnt, nur an einer einzigen Stelle erhalten geblieben (bei etwa 2700 m). Sie erweist sich dort als viel mächtiger — 20—25 m am freien Hang — als die jüngere. Diese Tatsache scheint mir ein Hinweis für eine wesentlich intensivere Frostverwitterung während des vorletzten gegenüber dem letzten Pluvial zu sein. Darüber läßt sich noch besser an Hand eines anderen Beispiels aus dem M'Goungebiet urteilen.

Der Lac d'Izourar, ein Trockensee, liegt bei rund 2500 m in einem Hochtal, das den Aori (etwa 3400 m) vom Ouaougoulzat (3770 m) trennt (J. Dresch 1951, K. Wiche 1953 a, mit mor-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

phologischer Skizze). Letzterer war während der letzten Kaltzeit vergletschert, und aus einem seiner Kare quoll im Anschluß an die Eisstirn ein Blockstrom, der gerade den Rand der breiten Sohle des Hochtales erreichte. Von diesem Blockstrom durch eine Kerbe getrennt, erheben sich aus dem Talboden niedrige Kuppen, die den Trockensee nach Westen hin abschließen. Sie bestehen zum Teil aus einer blockreichen, ausgehöhlten sowie andere Merkmale höheren Alters aufweisenden Breccie, die viel weiter und tiefer in das Hochtal reicht als die frischeren, jüngeren Bildungen am Rande des Tales. Aus diesem Befund kann man mit Sicherheit schließen, daß das vorletzte Pluvial im Hohen Atlas kühler, vielleicht auch feuchter als das letzte war. Zum gleichen Ergebnis kamen schon früher J. Dresch (1941) für den westlichen Hohen und J. Dresch und R. Raynal (1953) für den Mittleren Atlas.

In derselben Zone permotriassischer Tone und Sandsteine wie das Becken von Tirzal liegt jenes von Ait M'zalt, nordöstlich des Rhat. Es ist 2—3 km breit und etwa doppelt so lang. An seinem Südrande wird es von einem wenig über 2100 m hohen Rücken aus Diabasen begrenzt, an den sich gegen das Becken eine in Riedel aufgelöste schmale Fläche anschließt. Sie schwingt in einem flachen Bogen um den Bergfuß, von einem Sattel im Westen (etwa 1900 m) bis zur Mündung des M'zaltbaches in den Refelafluß im Südosten (bei etwa 1700 m), ist also sowohl zum Talweg als auch talaus geneigt (Taf. 1, Fig. 2).

Das Pediment ist überall mit gut geschichtetem, graugrünem Diabasschutt bedeckt, der vom Bergfuß abwärts von 8 bis auf 1 m abnimmt. Es ist überwiegend lockerer Kleinschutt, ohne jede Spur solifluidaler Einregelung. Die Auflagerungsfläche in den roten Tonen ist vollkommen eben und schneidet scharf gegen die Lockermassen ab. Für die Einebnung und den Materialtransport kommt nur die Kraft des fließenden Wassers in Betracht, das sich auf dem Abfall des Rückens in Runsen sammelte. Nur dieser ragte noch etwas in den kaltzeitlichen Frostgürtel hinein (Untergrenze rund 2000 m). Mit Ausnahme von Schrofen am oberen Ende der Gräben, welche in die Fläche 20—25 m eingetieft sind, fehlen dem Steilhang selbst niedrige Wände. Nach dem Ausmaß der Zerschneidung und der guten Konservierung der völlig glatten Riedeloberflächen kann die Bildung des Pediments in keinem älteren als dem letzten Pluvial erfolgt sein.

Zwei weitere Beispiele intramontaner Glacis liegen in den innersten Tälern der höchsten Gebirgsgruppe des Hohen Kalkatlas. Das eine nimmt die linke Talseite des Asif Ouzirine, der in den M'Gounfluß mündet, bis zu dessen Umbiegung nach Südosten ein

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

(Taf. 2, Fig. 1). Beide Flüsse folgen einem Längstal, das mit einer Synklinale aus Mergeln und Mergelkalken zusammenfällt. Die Umrahmung im Süden bildet der östliche Ausläufer des Irhil M'Goun, ein ziemlich breiter Kamm, zwischen 3500 und 3300 m. Im Norden, also über der Fläche, erhebt sich der Grat des Dj. Tiferdine (etwa 3500 m) und des Ouaougoulzat (3770 m). Beide Ketten werden aus kieseligen, sehr harten Kalken des Lotharingien aufgebaut, die zu einfachen Sätteln gefaltet sind. Bloß der östliche Teil der nördlichen Kette besteht aus dolomitischen Kalken des Domerien.

Das Glacis bleibt auf die Mergel beschränkt und lehnt sich stark an deren muldenförmigen Schichtbau an, ohne sich völlig mit diesem zu decken. Nach der Nomenklatur von J. Dresch (1950) ist diese Fläche, wie übrigens die meisten im Hohen Atlas, als *glacis conforme* zu bezeichnen[5]. Sie unterscheidet sich von den Pedimenten am Rhat und im Ait M'zalt vor allem durch ihre stärkere Neigung und den völligen Mangel einer Schuttbedeckung. Der Böschungswinkel steigt rasch von minimal 10 auf 15—20° an. Über einem gut ausgeprägten Knick erheben sich steile, fast senkrechte Wände. Diese sind an saigere, stark klüftige Dolomitkalke geknüpft und von unzähligen Steinschlagrinnen, kleineren und größeren Schluchten dichtest zerfurcht. Nur wenige von den Schluchten setzen sich auf der Fläche in seichten, sich verlaufenden Rinnen fort. Wohl aber greifen vom Einschnitt des M'Gounflusses trockene Kerben durch die ganze Fläche bis an den Fuß der Wände zurück.

Die Talkanten des Glacis liegen 90—100 m über der Sohle des M'Gounflusses. Ebenso hoch liegt die Oberfläche 10—20 m mächtiger, auf hohen Felssockeln aufruhender Terrassenschotter im M'Gountal, die dem vorletzten Pluvial angehören (K. Wiche 1953 a). Die ganze, über eine Strecke von etwa 8 km beobachtete Fußfläche hat dasselbe Alter.

Unter dem Glacis des M'Gountales gibt es zwar am Hauptfluß eine niedrige Terrasse, aber keine entsprechende Fläche wie am Rhat. Die Ursache für diesen Unterschied dürfte darin zu suchen sein, daß in den beiden Gebieten die Pedimentierung in morphologisch sehr ungleichwertigen Gesteinen erfolgte. Am Rhat sind zwei Systeme in den im ganzen Kalkatlas am wenigsten widerständigen permotriassischen Tonen entwickelt. Die Mergel und Mergelkalke des M'Gountales unterliegen weniger leicht der Abtragung, was schon daraus hervorgeht, daß ihnen Racheln voll-

[5] F. Joly (1952 a) nennt die mit den Schichten gleichsinnig geneigten Fußflächen *glacis de revers*, die entgegengerichteten *glacis de front* (nach J. Dresch 1950 *glacis contraires*).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

kommen fehlen. So ist bloß eine Fläche, und zwar während der besonders nachhaltigen älteren kaltzeitlichen Klimaänderung ausgebildet worden, die später weder durch die interpluviale Tiefenerosion intensiver zerschnitten noch durch die Einflächung während des schwächeren letzten Pluvials durch ein jüngeres Pediment ersetzt werden konnte.

Das letzte im Hohen Atlas untersuchte Beispiel einer zerschnittenen Fußfläche liegt im obersten Tessaouttal und ist dem Nordabfall des Irhil M'Goun (4070 m) vorgelagert. Vier langgestreckte Riedel aus synklinal gelagerten Rauhwacken, Jurakonglomeraten, -mergeln und -sandsteinen stoßen vom Fuß der Kette gegen den Talweg vor. Das Hintergehänge, der M'Goun, von dem mancher Riedel durch eine jüngere Kerbe getrennt ist, besteht aus dem Schenkel eines Sattels in kieseligen Brachiopodenkalken. Dieser westliche Teil der Kette ist durch eine Reihe großer Trichter gegliedert, die, bis auf eine einzige Ausnahme, keine Spuren eiszeitlicher Vergletscherung zeigen.

Aus den Hohlformen haben kurze Bäche während der vorletzten Kaltzeit erhebliche Massen von Periglazialschutt gefördert, die sie auf der Fläche in talaus abnehmender Mächtigkeit absetzten. Schuttfächer und Felskerne wurden später zerschnitten und sind heute durch relativ breite, 60—80 m tiefe Täler getrennt, in die ein unteres System schmaler Akkumulationsterrassen aus dem letzten Pluvial eingeschachtelt ist, das sich jedoch nirgends zu Flächen erweitert. Das Pediment ist samt seiner Auflagerung allein fluviatiler Entstehung, und nirgends sind Anzeichen solifluidalen Materialtransportes festzustellen, obwohl die Fläche während des Pleistozäns sowie heute zur Gänze in der Zone maximaler Frostwechselhäufigkeit liegt.

Im östlichen Hohen Atlas sind Fußflächen großer Dimensionen ein fundamentales Landschaftselement, die viele Ähnlichkeiten mit den von MacGee (1897) und L. Waibel (1928) aus dem Südwesten Nordamerikas beschriebenen Formen aufweisen. Arealmäßig sind es richtige *plaines d'érosions* (F. Joly 1950), für deren Entstehung neben den klimatischen auch die strukturellen Gegebenheiten sehr günstig waren. Schon für den westlichen Hohen Kalkatlas ist eine ziemlich regelmäßige Anordnung von engen Sätteln und weiten Mulden im Gebirgsstreichen kennzeichnend. Gegen Osten fächert sich das Gebirge noch stärker auf, indem die Mulden bedeutend an Raum gewinnen. Im großen und ganzen stimmt in diesem Gebirgsabschnitt das Relief mit dem Bau des Gebirges gut überein. An die Sättel (Kalke) sind langgestreckte, meist geradlinige Ketten, an die Mulden (Mergel) breite Längstäler

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

geknüpft. Die Erhebungen, deren Steilabfälle vielfach durch Brüche vorgezeichnet sind, tragen häufig schmale Reste einer alten Landoberfläche. Die größten Höhen erreicht der östliche Kalkatlas an seinem Nordrande im Dj. Ayachi (3750 m). Gegen Süden sinken die Ketten auf 1700—1400 m ab.

Außer durch ihre Größe weichen die Pedimente des östlichen Kalkatlas durch die im allgemeinen geringere Neigung und Schuttauflage von jenen des M'Goungebietes ab. Auf den Steilhängen fehlt letztere meist völlig, doch auch auf den Flächen tritt der Fels häufig zutage. Deshalb ist der Gefällsbruch am Fuße der Hänge meist gut erkennbar. Gegen die Talweggerinne — ein Teil von diesen fließt ständig — nimmt der Schutt an Ausdehnung sowie Mächtigkeit allerdings zu und geht in Terrassen oder Torrentensohlen, mit oder ohne Dünen, über. Die Flächen sind durchwegs zerschnitten, häufig sind darüber auch ältere Riedel vorhanden.

Die Gestaltung der Steilhänge ist sehr mannigfaltig. Von kaum eingetieften Runsen bis zu einigen Kilometer langen Schluchten gibt es, je nach Gestein bzw. Lagerung und der Massigkeit der Gebirgsgruppe, alle Übergänge. Die Mehrzahl der Ketten des östlichen Hohen Atlas blieb während des Pleistozäns unter der kaltzeitlichen Frostbodengrenze, die von H. Mensching (1953) für den Ayachi mit 2500—2700 m bestimmt wurde, von J. Dresch und R. Raynal (1953 b) mit 2000—2200 m angegeben wird. — Dafür ein Beispiel aus dem Tal des Oued Ziz, in der Umgebung von Rich (etwa 1320 m).

Links über dem Fluß erhebt sich der Abfall des Dj. Assameur n'Ait Fergane, der ungefähr 12 km geradlinig von Westen nach Osten verläuft (Taf. 2, Fig. 2). Die Höhe des Kammes schwankt nur wenig um 1550 m, das sind etwa 250 m über der Talsohle des Oued Ziz. Davon entfallen auf den Steilhang rund 200 m. Dieser schneidet die Schichtköpfe einer nach Norden abbiegenden Synklinale und dürfte wegen seiner Geradlinigkeit durch eine Verwerfung vorgezeichnet worden sein. Er besteht aus mergelreichen Kalken, in deren Bereich der Hangwinkel 30° nicht überschreitet, gekrönt von einer niedrigen Wandflucht in reineren Kalken. Von diesen stammt der Großteil des überwiegend feinen Schuttes, der als dünne, vielfach unterbrochene Haut den Steilhang überzieht. Aus größerer Entfernung hat man den Eindruck eines glatt gefegten Brettes, wozu allerdings die außerordentlich geringe Gliederung des Hanges das meiste beiträgt. Auf seiner ganzen Erstreckung gibt es keine einzige bedeutendere Furche, sondern nur

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Dezimeter tiefe, einen halben bis einige Meter breite, streng parallele Runsen, die durch gerundete Schwellen geschieden werden.

Auf der Fläche, die mit einem deutlichen Gefällsbruch vom Steilhang abstoßt, enden die Runsen. An ihre Stelle treten wenige, vom Oued Ziz ausgehende Gräben, die an ihrer Mündung bis zu 10 m tief eingesenkt sind. Im Vergleich zum Abfall ist die Schuttbedeckung auf dem Pediment geschlossener, dicker (lokal 2—3 m) und auch gröber, obwohl die Frostverwitterung auf dem Dj. Assameur keine besondere Rolle gespielt haben kann.

Nach Breite und Längserstreckung sind die Fußflächen des östlichen Hohen Atlas zwischen die viel kleineren Glacis des M'Goungebietes und die riesigen, immer sehr flachen Schicht- und Erosionsflächen — *glacis de piedmont* (F. Joly 1950) — entlang des Südrandes des Gebirges einzuordnen.

Unterhalb von Rich durchquert der Oued Ziz in einem engen, landschaftlich überaus reizvollen Cañon eine breite Zone randlicher Plateaus, die als Teil des relativ wenig gestörten nordafrikanischen Tafellandes mit dem gefalteten Gebirge verschweißt und in dessen junge Hebung miteinbezogen wurden. Oberhalb von Ksar-es-Souk betritt der Oued Ziz das südliche Vorland, das hier (östlich des Flusses) als Hamada von Meski (Abb. 2) bezeichnet wird (zwischen 1100—1000 m). Diese ist eine tiefere Staffel der saharischen Tafel, welche an einem gewaltigen Bruchsystem, dem *accident sud-atlassique* (F. Joly 1952 a), gegenüber dem Gebirge zurückgeblieben ist. Die Oberfläche der Hamada stimmt auf weiten Strecken mit den flach südlich einfallenden, söhlig lagernden oder auch leicht aufgebogenen Schichten von Kreidemergeln überein. Nur am Gebirgsfuß, an dem die Schichten an den Verwerfungen geschleppt sind, ist deren Kappung durch eine Erosionsfläche überzeugend. Aus diesem Grunde erscheint es mir im Gegensatz zu F. Joly (1950) richtiger, bloß einen gebirgsnahen Streifen in der Breite von etwa 10—20 km als Fußfläche aufzufassen; denn nur in seinem Bereich ist eine Pedimentierung durch Flüsse des Atlas nachzuweisen. Weiter im Süden vollzog sich die morphologische Entwicklung der Hamada, mit Ausnahme der den großen Flüssen (Oued Ziz und Oued Guir) unmittelbar benachbarten Teile, zu allen Zeiten ohne Mitwirkung der im Gebirge wurzelnden kürzeren Gerinne.

Der Abfall des Atlas folgt in seinem allgemeinen Verlauf der Richtung der Randbrüche und ist durch zahlreiche, mehr oder weniger tief zurückgreifende Täler gegliedert, in welche, wie

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Fig. 1. Fußfläche am Nordwestabfall des Rhat.

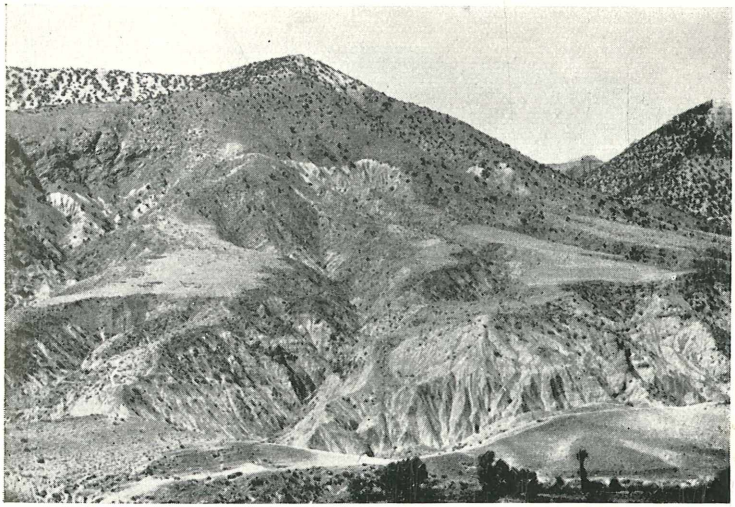


Fig. 2. Fußfläche im Südwesten des Beckens von Ait M'zalt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

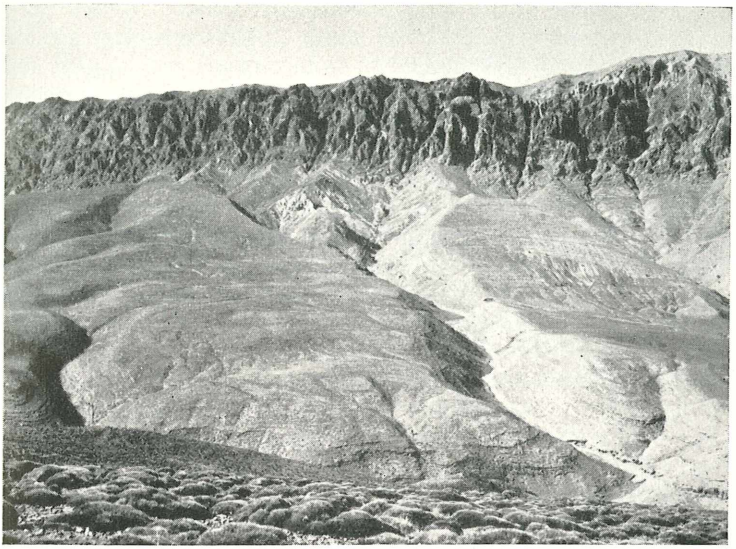


Fig. 1. Fußfläche im M'Gountal.

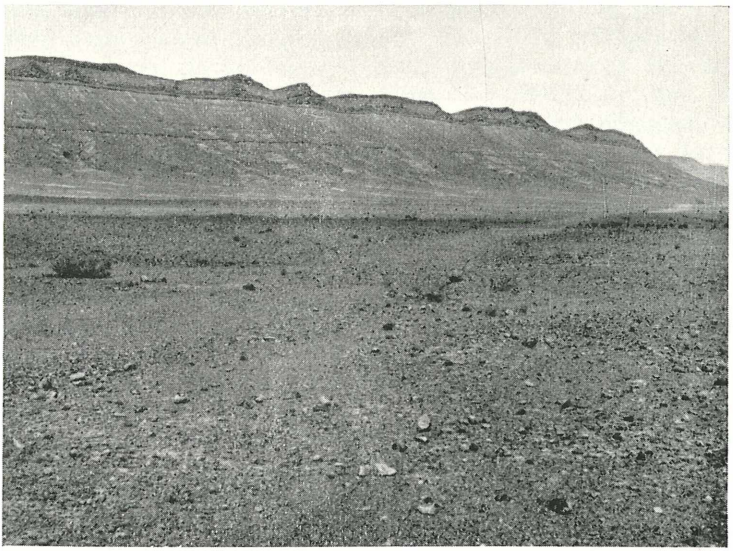


Fig. 2. Fußfläche bei Rich.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

bereits F. Joly (1950) festgestellt hat, zwei[6] Flächensysteme zunächst als Schwemmkegel, dann als Terrassen eindringen. Die frontalen Hänge der Bergzwickel zwischen den Taltrichtern sind von Runsen und Gräben gefurcht und sind relativ wenig zugunsten der Fußfläche zurückverlegt worden. An diesen Stellen stimmt also der orographische mit dem tektonischen Gebirgsrand noch gut überein, trotzdem die Hauptbewegungen an den Verwerfungen schon vor dem Quartär stattfanden und lange Zeiträume für die Einflächung am Gebirgsrand zur Verfügung standen. Man wird also auch durch diese Tatsache bei der Beurteilung der Ausdehnung von Gebirgsfußflächen zur Vorsicht gemahnt.

Auf dem Nordteil der Hamada, dem eigentlichen Pediment, ist die aus dem Atlas stammende Schutt- und Geröllbedeckung wohl zusammenhängend vorhanden, jedoch nicht sehr mächtig. Im Süden überwiegt flächenhaft das Verwitterungsmaterial in situ und das Steinpflaster. Das Gewässernetz der Hamada ist völlig desorganisiert. Zwischen dem Oued Ziz und dem nächsten perennierenden Gerinne im Osten, dem Oued Guir, quert man auf der Fahrt von Meski nach Bou Denib (etwa 70 km Luftlinie) im Sommer nur wasserlose Sandbetten. Die Mehrzahl der trockenen Gerinne des Gebirgsrandes enden an dessen Fuß oder setzen sich nur ein kurzes Stück fort. Unzählige Rinnen beginnen erst auf der Fläche, vertiefen und erweitern sich unvermittelt zu schutterfüllten Einrissen und setzen dann ebenso plötzlich wieder aus. Nicht weniger kennzeichnend ist deren gewundener Verlauf und der rasche Wechsel der Sohlenbreite, wobei diese nicht selten 500—800 m erreicht. Es sind Streifen weiß leuchtenden Lockermaterials, das gelegentlich und lokal noch umgelagert wird und das sich grell von dem durch Schutzrinden dunkel gefärbten Steinpflaster der Umgebung abhebt. An die Sandbetten schließen sich stellenweise — den vorherrschenden Winden entsprechend im Osten — kilometerbreite Dünenfelder an, die über die benachbarten Einschnitte hinwegreichen und diese verlegen (Abb. 2).

Trotz der Unübersichtlichkeit des weithin ebenen Geländes und der verwirrenden Vielfalt des Geäders läßt sich mit Hilfe der Hauptrinnsale eine doppelte Abdachung der Hamada feststellen. Sie ist zum Oued Ziz, also nach Süden und Südwesten, und zum Oued Guir, nach Osten und Nordosten, orientiert. Allerdings ist sicher, daß die längsten Einschnitte (20—30 km) in der Gegenwart kaum jemals in ihrer ganzen Laufstrecke durchflossen werden und die großen Oueds erreichen. Abgesehen von den Dünensperren sind

[6] Die Reste eines dritten Flächensystems bedürfen noch weiterer Untersuchungen.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

die Trockenbetten streckenweise von relativ mächtigen dunklen und verkrusteten Sandbarren erfüllt, die Rückläufigkeiten von mehreren Metern erzeugen. Tiefenerosion wird nur strichweise geleistet, wie dies der stoßweisen Entwässerung dieses sehr trockenen Gebietes entspricht (100—200 mm Jahresdurchschnitt).

Der Oued Ziz fließt am Gebirgsrande zunächst auf der Oberfläche der Hamada, in die er sich erst unterhalb von Meski einzutiefen beginnt. Fortan bietet er, ähnlich wie innerhalb des Atlas, in einem Cañon, dessen Wände beim Austritt des Flusses in das weite Becken von Tafilalet 150—200 m hoch sind, einer schmalen Flußoase mit zahlreichen Dörfern, Feldkulturen und einem Band von Dattelpalmen Raum. Von beiden Seiten treffen eine Reihe kurzer Schluchten gleichsohlig auf den Oued Ziz. Deren oberen Enden streben die Schuttbetten der Tafel zu, zeigen jedoch keinerlei Anzeichen, daß Wasser die Schluchten jemals erreicht. Die ephemere Entwässerung der Hamada ist im wesentlichen auf sich selbst gestellt und erfolgt heute ohne Beziehung zu den lokalen Abflußbasen an den Oueds. Die Anlage des Entwässerungsnetzes geht auf eine feuchtere Periode, also wohl auf das letzte Pluvial, zurück. Damals haben auch die längsten, durchlaufenden Trockengerinne regelmäßiger funktioniert. Seither sind sie zerfallen.

Im Gegensatz zu den Pedimenten im Inneren des Atlas hat man es beim gebirgsnahen Abschnitt der Hamada von Meski mit einer Fuß e b e n e zu tun, die gegen Süden in eine Schichttafel ausläuft. Sie wird in der Gegenwart wohl nur schwach weitergebildet, aber auch nicht merklich zerstört. Die höheren Riedel unmittelbar am Gebirgsrand entstammen der vorletzten Kaltzeit, die, wie erwähnt, stärker als die letzte ausgeprägt war. Seitdem änderten die Flüsse des Südrandes — ausgenommen die viel längeren Oueds — ihre Arbeitsweise nicht mehr wesentlich. Im Relief der unteren Fußebene summieren sich die Wirkungen der wenig voneinander abweichenden Vorgänge zweier Warm- und einer Kaltzeit. Baustil, Formen, Klima, Entwässerung und das sehr schüttere Pflanzenkleid rechtfertigen es, die Hamada von Meski zum nördlichen Vorhof der Sahara zu zählen.

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse im Becken von Tafilalet, das sich, abgesehen von ausgedehnten Alluvial- und Dünengebieten, aus ineinander übergehenden Erosionsflächen zusammensetzt, die von mesozoischen Plateaus (Hamada von Guir, rund 850—950 m, Tafel von Kem-kem, rund 750—850 m) sowie paläozoischen Schichtkämmen, gefalteten *reliefs appalachiens* (Massiv von Taouz, rund 850—950 m) und Inselbergen überragt werden. An den perennierenden oder periodischen Flüssen (Oued Ziz, Rheris) sind Terrassen

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

und Glacis ineinandergeschachtelt, bedingt durch die quartären Klimaänderungen, wie schon F. Joly (1952) betont hat. Abseits dieser Gerinne und in abflußlosen Teilbecken ist die unterste Fläche als Ebene erhalten.

Dasselbe gilt vom Djebilet, nördlich des Hohen Atlas. Dieses vornehmlich aus paläozoischen Schiefern und Sandsteinen aufgebaute Mittelgebirge erreicht im Westen Höhen von 750—950 m, die allseits vorhandenen Fußflächen liegen in 350—400 m. Vom Tensift, dem Hauptfluß des Haouz, an dem mehrere pleistozäne Terrassen ausgebildet sind (J. Dresch 1938, 1941), greifen in die sonst unverletzte unterste Ebene (letztes Pluvial) nur kurze Einschnitte ein. Jedoch sind allenthalben höhere Riedel (ältere Pluviale) vorhanden.

Deutung.

Bekanntlich unterscheidet man bei einem Gewässer mit ausgeglichenem „Normalprofil" den Oberlauf mit vorherrschender Tiefen- und den Unterlauf mit vorherrschender Seitenerosion und Aufschüttung. Der Übergang vollzieht sich entweder an einem Punkt (Normalwendepunkt, kurz Wendepunkt nach J. Sölch 1918, Fußpunkt der Tiefenerosion nach H. v. Wissmann 1951) oder längs einer Strecke. In deren Bereich ist der (mobile[7]) Gleichgewichtszustand erreicht und das Gefälle der Wasserkraft angepaßt (nur Seitenerosion, keine Aufschüttung).

Durch ein-, bei pendelnden Gerinnen beidseitige Unterschneidung der Talränder unterhalb des Wendepunktes wird die Talsohle je nach der Größe des Flusses und der Widerstandsfähigkeit des Gesteins mehr oder weniger verbreitert. An der Einmündung in Becken oder beim Austritt aus Gebirgen, wo Gefällsbrüche aus tektonischen Gründen häufig sind, öffnen sich Trichter (Schwemmkegel), die flußabwärts in Erosionsebenen übergehen, sobald sich die Hänge benachbarter Talausgänge verschneiden und durch die seitliche Arbeit der Flüsse zurückgestutzt werden. Wie die Wendepunkte mit zunehmender Verflachung der Gefällskurven gebirgseinwärts wandern, so gewinnen auch die Ebenen auf Kosten des Gebirges an Raum. Ein derart durch Lateralerosion entstandener Gebirgsrand schneidet im einzelnen nicht geradlinig ab, sondern setzt sich aus spitz oder stumpf zulaufenden Spornen zusammen.

[7] „Mobiles Gleichgewicht" (M. Baulig 1950), weil bei wechselnder Wasserführung namentlich perennierender Gerinne sich die Bereiche der Tiefen- und Seitenerosion verschieben (Auf- und Abwärtsrücken der Fußpunkte der Tiefenerosion).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Das Gefälle eines Flusses hängt bei sonst gleichen Bedingungen vom Verhältnis der Geschiebemenge zur Wassermasse ab (Belastungsverhältnis, H. v. Wissmann 1951). Hohe Belastung erfordert größeres Gefälle, damit das Geröllvolumen bewältigt werden kann. Überladene Gerinne haben längere Unterläufe, längs welcher sie aufschütten. Dementsprechend ist der Bereich der Seitenerosion groß.

In den Trockengebieten, mit ihrem exzessiven Klimagang und dem durch diesen verursachten stoßweisen Abkommen der Gewässer, sind schuttüberladene Gerinne die Regel. Sie gehen nach kräftigen Regengüssen und raschen Schneeschmelzen in kurzen Zeitspannen ab und sind dann zu großen Transport- und Erosionsleistungen befähigt (Torrenten, Oueds).

Das hohe Belastungsverhältnis in ariden und semiariden Ländern wird zumeist durch die Annahme einer hohen Schuttproduktion infolge starker mechanischer Verwitterung erklärt. Für diese wird die mangelnde Vegetation, die bedeutende Insolation sowie das Ausmaß und die Häufigkeit tageszeitlicher Temperaturschwankungen angeführt (zuletzt bei H. v. Wissmann 1951). Demgegenüber ist z. B. Mortensen (1927) der Meinung, daß in den ariden im Vergleich zu den humiden Gebieten eben weniger Material abgeführt werden kann und sich daher ansammelt. J. Büdel (1952) weist neuerlich darauf hin, daß sich in Wüsten prähistorische Zeichnungen finden, die Jahrtausende überdauert haben. Die Abtragung durch den Wind und durch die Abspülung kann nur Millimeter betragen haben. Über die Hitzesprengung, deren Wirksamkeit sehr stark von der Klüftigkeit des Gesteins abhängt, fehlen derzeit allerdings noch exakte Angaben. Allein nach dem Gang der Bodentemperaturen zu schließen, müßte sie in den ariden Gebieten bedeutend sein.

Wichtiger erscheint mir jedoch der Umstand, daß die Torrenten in ihren Oberläufen stark in die Tiefe arbeiten, sich also durch ihre eigene Tätigkeit die Schuttlast schaffen, deren sie sich in den Unterläufen entledigen. Es ist ja bekannt. daß gewaltige Mengen auch gröberen Materials selbst aus kurzen Hanggräben. die nach Sturzregen mit tosenden Wassermassen erfüllt sind, in einem einzigen Akt zu Tal gebracht werden.

Mit der Schuttüberlastung hängt es zusammen, daß das Gefälle der Talsohlen in den Gebirgen der Trockengebiete durchschnittlich steiler ist und fluviatile Verebnungen — speziell also Fußflächen — weitaus verbreiteter sind als in den humiden Zonen. Sie gehören im Hohen Atlas allerdings den Kaltzeiten an, während welcher das Belastungsverhältnis besonders hoch war. Die heute vorherrschende

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Tiefenerosion ist, abgesehen von der möglichen Fortdauer einer Hebung des Gebirges, klimatisch bedingt, ähnlich wie in den Alpen die Zerschneidung der Niederterrasse. Die Gewässer arbeiten gegenwärtig an der Verflachung ihres Gefälles, das sie im letzten Pluvial erhöhen mußten. Dies darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, daß die Geschiebeführung der Flüsse im Atlas wesentlich größer ist als in den Alpen. Davon zeugen die sehr breiten, schuttüberhäuften Torrentensohlen, wie sie aus dem gesamten Mediterrangebiet hinreichend bekannt sind. Unter sonst gleichen Verhältnissen werden die Flüsse im Atlas früher die Tiefenerosion beenden und zu seitlicher Erosion übergehen als in den Alpen.

Im Djebilet und in den Flachländern Südostmarokkos beweist die mangelnde Zerschneidung der untersten Fußebenen, daß dort die jüngste kaltzeitliche Klimaänderung nicht wirksam genug war, um sich stärker im Formenschatz auszuprägen. Offensichtlich war die Temperaturabsenkung außerhalb des Hochgebirges zu unbedeutend, um die Frostverwitterung merklich zu beeinflussen. Der Schuttanfall war kaum größer als heute, wohl aber die Niederschläge, wie z. B. aus den durchlaufenden, gegenwärtig nur streckenweise durchflossenen Furchen auf der Hamada von Meski zu erschließen ist. Damit in Zusammenhang ist anzunehmen, daß auch das Pflanzenkleid dichter war und Schutz gegen die mechanische Verwitterung und Abspülung bot[8]. Im ganzen ging demnach die morphologische Entwicklung in den Flachländern des südöstlichen Marokko wenigstens während der jüngeren Abschnitte des Quartärs gleichsinnig vor sich, woraus sich die große Ausdehnung ungegliederter Pedimente erklärt.

Die Frage, welche Vorgänge im einzelnen an der Gestaltung der Fußflächen beteiligt sind oder waren, ist am besten getrennt für die Steilhänge und Fußflächen zu beantworten. Dies ist schon deshalb nötig, weil im Atlas nur die letzteren reine Vorzeitformen sind. An den Steilhängen arbeiten heute, wenn auch mit nicht unwesentlichen Intensitätsunterschieden, dieselben Kräfte wie während des Quartärs.

An den geschlossenen Abfällen der Plateaus, gefalteten Ketten und Schichtstufen des Hohen Atlas ist die Arbeit des fließenden Wassers, in erster Linie konzentrierter Gerinne, von grundlegender Bedeutung. Hierbei ist die Runsenspülung der dominierende Vorgang. Sie vollzieht sich in typischen Fällen in wenige Dezimeter

[8] Im Djebilet wird von Staats wegen erfolgreich aufgeforstet, wobei wohl hangparallele Gräben und einzelne Gruben als Regenfänger ausgehoben werden, aber keine künstliche Bewässerung angewandt wird. Während des letzten Pluvials war vermutlich das ganze Gebirge bewaldet.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

bis einige Meter tiefen, aber um ein Vielfaches breiteren Rinnen, die den Hang je nach dessen Steilheit mehr oder weniger geradlinig durchfurchen. Es ist kennzeichnend, daß sich die einzelnen Formen hinsichtlich ihrer Dimensionen weitestgehend gleichen. Je nach Abstand und Tiefe sind sie durch unverletzte Hangstücke, gerundete Schwellen oder scharfe Grate getrennt. Es hängt vom Gestein, dessen Lagerung und Klüftung ab, wie die Runsen beschaffen sind. Beispiele für Extremfälle sind der Steilhang bei Rich (Taf. 2, Fig. 2) und die Wände im M'Gountal (Taf. 2, Fig. 1).

Allen Hangrunsen (-gräben, -schluchten) ist gemeinsam, daß sie während eines Großteils des Jahres trocken liegen. Da sie größenmäßig annähernd gleichwertig sind, sind sie es auch hinsichtlich ihrer morphologischen Wirksamkeit. Hänge und Wände werden daher nicht zerschnitten, sondern parallel zu sich selbst verschoben, unter Erhaltung ihrer Steilheit, falls der Schutt an ihrem Fuße entfernt wird, was bei fluviatiler Pedimentierung im allgemeinen geschieht. Bei tiefer und dichter Zerfurchung (M'Gountal) weicht der Abfall rasch zurück. In den niedrigeren Teilen des Atlas war die Runsenspülung sowohl während der Kalt- als auch während der Warmzeiten, einschließlich des Holozäns, mit wechselnder Stärke (höhere Niederschläge während der Pluviale) ständig am Werk. In der Gegenwart — analog auch in den Interpluvialen — wird die Geschlossenheit der Hänge lediglich durch die tiefen Gräben bedroht, welche die vorgelagerten Flächen von unten her zerschneiden und ihre Quellnischen in das Hintergehänge zurückschieben.

Der zweite, für die Gestaltung der Steilhänge entscheidende Vorgang ist die mechanische Verwitterung, die im Hochatlas während der Kaltzeiten Höchstwerte erreichte. An Hängen bis zu etwa 35° Neigung war der Frostschub wesentlich an der Abwärtsbewegung des Schuttes beteiligt, der sich zu mächtigen Solifluktionsdecken ansammelte, wie sie z. B. den Abfall des Rhat überziehen, den Wänden im M'Gountal wegen ihrer Steilheit aber fehlen. Verwitterung und Abwanderung erfolgten flächenhaft, wobei auch ein direkter Angriff auf das feste Gestein in Rechnung zu stellen ist (flächenhafte Tiefenabtragung durch Solifluktion, soligelide Erosion). Die Verhüllung mancher Hänge im Hochgebirge war so bedeutend, daß an diesen die Runsenspülung zeitweise unterbunden wurde. Sie setzte erst wieder mit den Klimaänderungen zu den Warmzeiten bzw. zum Holozän ein.

Ein dritter Vorgang, der nur auf Hängen unter 40° feststellbar ist[9], ist die Flächenspülung. Sie ist z. B. auf dem Abfall über dem

[9] S. Passarge gibt 30—40° an (1923 a).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Pediment bei Rich nachweisbar. In den seichten, aber breiten Runsen fließt das Wasser leicht konzentriert, dazwischen, über die flachen, deutlich gerundeten Schwellen, flächenhaft ab. Die Erosionswirkung in den Rinnen übertrifft dabei nur unbedeutend jene auf den Schwellen.

An den geschlossenen, nicht durch Täler gegliederten Steilhängen des Hohen Atlas waren demnach während des Pleisto- und Holozäns die mechanische Verwitterung, Runsenspülung, Solifluktion und in beschränktem Maße auch die Flächenspülung, bestimmt durch das jeweilige Klima mit wechselnder Intensität oder sich gegenseitig ersetzend (Runsenspülung—Solifluktion) tätig. Durch alle diese Vorgänge wurde sowohl die Einheitlichkeit als auch die Steilheit der Hänge bewahrt, wieder mit Ausnahme der von oben her abflachend arbeitenden Solifluktion.

Im Gegensatz zur Entwicklung der Steilhänge vollzog sich die Bildung der Fußflächen im Atlas ausschließlich, in den Flachländern vorwiegend während der Kaltzeiten. Rückschließend von den heutigen Verhältnissen können wir für die Interpluviale annehmen, daß die älteren Flächen damals durch Racheln und Gräben in Riedel oder zu Badlands zerschnitten waren. Der Grad der Zerstörung war vom Gestein abhängig. So wie in der Gegenwart vereinigten sich die Gewässer zahlreicher Hangrunsen in wenigen Gräben im Bereich der Flächen, und überall herrschte Tiefenerosion[10].

Mit dem Eintritt einer Kaltzeit nahm die Schuttlast der Gerinne allmählich zu, und sie waren gezwungen, sich in ihrer Arbeitsweise den neuen Gegebenheiten anzupassen. Das geschah durch die Verschiebung der Wendepunkte nach aufwärts, so daß in den Bereich der späteren Fußebene zunächst die Zone der Gleichgewichtsstrecken zu liegen kam. Längs dieser dominierte die Seitenerosion — seitliche Unterschneidung durch lineare Gerinne (H. v. Wissmann 1951) — aber noch nicht die Aufschüttung. Dafür scheint mir die Tatsache ein Hinweis zu sein, daß die Fußflächen im Atlas in voller Breite Verebnungen im Fels sind. Die Oberflächen der Felssockel sind leicht konkav, und benachbarte Profile stimmen

[10] Es ist denkbar, daß die Gerinne im Bereich der heutigen Fußflächen noch vor Eintritt einer neuen Kaltzeit ihre Tiefenarbeit beendet hatten und zu seitlicher Erosion übergegangen waren. Namentlich in den leicht ausräumbaren Tonen können örtlich interpluviale Fußebenen vorhanden gewesen sein, die in der folgenden Kaltzeit relativ rasch verbreitert wurden. Die „Tendenz" zur Seitenerosion war längs der flacheren Laufstrecken während des ganzen Pleistozäns sozusagen latent gegeben, da nach unseren bisherigen Kenntnissen in diesem Zeitraum das Klima niemals stark vom gegenwärtig herrschenden mediterranen Typ abwich.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

höhenmäßig gut überein. Die Einflächung erfolgte demnach im „Niveau" der Grabensohlen, das die Gerinne während des vorhergehenden Stadiums der Tiefenerosion erreicht hatten. Die Tiefe der benachbarten Einschnitte war ja auf Grund ihrer Gleichwertigkeit nach Lauflänge und Einzugsgebiet ungefähr dieselbe (Badlands).

Wurden die Fußebenen vorerst ohne Ablagerung mächtigerer Schuttmassen geschaffen, so bedeutet dies, daß die linearen Gleichgewichtsprofile durch die Lateralerosion einer Felsebene aufgeprägt wurden. Viele Pedimente in den Trockengebieten — auch im Atlas — sind denn auch gerade in den höheren Teilen, vor den Steilhängen, frei oder nur mit einer dünnen Schutthaut bedeckt (Gleichgewichtsebenen, D. Johnson 1932).

Außer Gerinnen, die in Hangrunsen entspringen, gibt es im Atlas auch solche, die auf den Flächen ihren Ausgang nehmen und auf diesen gewundene und sich verzweigende Rillen hinterlassen. Sie sind besonders in den Vorländern sehr zahlreich. Auf die Bedeutung der Rillenspülung für die Einflächung hat vor allem L. Waibel (1928) hingewiesen. Er schätzt ihre Wirkung höher ein als die der Schichtfluten. MacGee (1897), der *sheetfloods* aus eigener Anschauung genau beschrieb, hob bereits hervor, daß sie nur dann einebnend wirken, wenn sie mit Schutt überladen sind. Sonst laufen die Wassermassen in Kanälen ab und schneiden ein. S. Passarge (1923 b) hat Schichtfluten in Algerien beobachtet, sie sind also auch für Südmarokko jetzt und noch mehr in den Pluvialen anzunehmen.

Die seitliche Einebnung war auf den Fußebenen sicher der dominierende, wenn auch nicht der ausschließliche Vorgang. Zahlreiche Beobachtungen über die Arbeitsweise anastomosierender Gewässer, der Rillenspülung und der Schichtfluten bekunden, daß die Felsebenen auch flächenhaft tiefergelegt werden (MacGee 1897 u. a.), H. v. Wissmann (1951) bezeichnet diesen Vorgang als einphasige, ebenenhafte Tieferschaltung, im Gegensatz zur zweiphasigen, linearen, bei welcher Terrassen und Riedel entstehen. Fußebenen mit starker Solifluktion (Rhat) werden zusätzlich auch durch kryoturbate Vorgänge flächenhaft tiefergelegt. Meines Erachtens ist jede Art flächenhafter Tieferschaltung neben seitlicher Verebnung ein für aktive Pedimente wesentlicher und daher charakteristischer Vorgang.

Die andauernd hohe und gegen die Höhepunkte der Kaltzeiten gewiß noch wachsende Schuttproduktion an den Steilhängen führte im Hochatlas schließlich dazu, daß die Transportkraft nicht mehr ausreichte, die Geschiebemassen über die Fußebenen hinwegzu-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

schaffen. Die Gerinne mußten ihr Gefälle versteilen, also akkumulieren, am stärksten im Gefällsbruch am Fuße der Hänge, mit abnehmender Mächtigkeit jedoch bis in die Haupttäler, wo sich die Aufschüttungen auf den Pedimenten heute in Terrassen fortsetzen. Damit war eine neue Ebene, diesmal in Lockermaterial, entstanden, die dem pluvialen Optimum entspricht. Am Rhat und im Ait M'zalt sind es Schichtebenen, zum Teil mit verblüffender oberflächlicher Glätte, woraus ich schließen möchte, daß ein neuer Gleichgewichtszustand erreicht war und die Gewässer ihre Gefällskurve ziemlich rasch dem herrschenden Klima angepaßt hatten.

Im Prinzip ist für alle Fußflächen im Hohen Atlas der gleiche Entwicklungsgang während der einzelnen Pluviale anzunehmen. Örtlich sind Unterschiede hinsichtlich der Formen der Pedimente vorhanden, die aus den Verschiedenheiten der Gesteine in den betreffenden Tälern bzw. Gebirgsabschnitten oder aus einer abweichenden Gestaltung der Hintergehänge — Gliederung durch Runsen oder tiefer eingreifende Täler — zu erklären sind. Eine recht deutliche Vorstellung von den seinerzeitigen formbildenden Vorgängen gewinnt man im M'Goun- und Tessaouttal.

Im M'Gountal (Taf. 2, Fig. 1) fällt vor allem die steile Böschung der Fußfläche auf, die im Vergleich zu den anderen intramontanen Beispielen aus relativ widerständigen Gesteinen aufgebaut wird. Wichtiger als das Gestein für die starke Neigung des Pediments dürfte der Umstand gewesen sein, daß aus den steilen, tiefen Gräben und Schluchten der kluftreichen Wände große Massen auch gröberen Materials von periodisch tätigen Wildbächen herausgeschafft wurden. Der Schuttanfall war zweifellos sehr bedeutend, da die ganze Wandflucht in den kaltzeitlichen Frostgürtel aufragte. Am Fuße der Wände zerfaserten die Sturzbäche oder breiteten sich als Schichtfluten über die Fläche aus, der sie wegen ihrer Überlastung ein steiles (Gleichgewichts-) Profil verliehen. Die Riedelflächen sind Reste einer fossilen (Gleichgewichts-) Ebene, die in der Gegenwart einer relativ geringfügigen Abspülung und Rillenkerbung unterliegen, weil sie vom Hintergehänge vielfach durch junge Einschnitte getrennt sind und daher von den Hanggerinnen nicht mehr erreicht werden. Das Glacis ist frei von Aufschüttungen, die vermutlich nie vorhanden waren, weil der Schutt von den Schichtfluten und in den Spülrinnen über die ganze Fläche bis zum Talgerinne hinweggetragen wurde.

Im Tessaouttal waren es nicht periodische Gerinne aus Hangrunsen und -gräben, sondern perennierende Bäche, die während des Pluvials aus den Trichtern und Tälern des Irhil M'Goun kamen. Sie ebneten am Fuße der Kette dessen Vorfeld ein und bauten

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Schwemmkegel auf. Die übereinstimmende Höhe der Felssockel der heute zu Riedel zerschnittenen Fläche weist auch hier darauf hin, daß der Aufschüttung eine Phase vorherrschender Seitenerosion voranging. Seitliche Unterschneidung gab es naturgemäß auch während der Aufschüttung der Schwemmkegel. Die auf dem Schwemmfächer (Fanglomerate, A. C. Lawson 1915) pendelnden Gerinne unterschnitten den Rückhang, auf dessen Kosten das Pediment an Ausdehnung gewann. Da die Täler des Irhil M'Goun in kurzen Abständen die Bergflanke zerschneiden und die Wasserführung der Gerinne ungefähr gleich ist, liegt der Fuß der Kette über dem Pediment annähernd in der gleichen Höhe, verläuft aber nicht so geradlinig wie an den von Runsen und Gräben viel dichter gefurchten Hängen im M'Gountal oder bei Rich.

Zahlreiche Beispiele ausgedehnter und zumeist sehr flacher Fußflächen, die gleichfalls aus den Felskernen einzelner größerer Schwemmkegel oder Talebenen zusammengewachsen sind, gibt es im östlichen Hohen Atlas. Einige sind in der Arbeit von F. Joly (1950) in prächtigen Luftaufnahmen festgehalten.

Am Südrand des Atlas sowie im Djebilet und Tafilalet schwankte die Belastung der kürzeren, in den niederen Teilen des Gebirges wurzelnden Gewässer seit dem vorletzten Pluvial nur wenig. Deshalb blieb in den Flachländern, abseits von den größeren Gebirgsflüssen, deren Regime voll der (Fern-) Beeinflussung durch die quartären Klimaänderungen unterlag, sowie in den abflußlosen Becken die unterste, ausgedehnteste Fußebene unzerschnitten.

Der Hauptanteil an der Bildung der Pedimente am südlichen Gebirgsrand fällt der seitlichen Unterschneidung durch die Gewässer in den Taltrichtern zu. Mit der Arbeit der Talweggerinne kombiniert sich jene der Runsenspülung, die am Fuße aller Hänge lokale Verebnungen schafft und an der Erweiterung der Mündungstrichter und damit der Fußebene beteiligt ist. Die auf die Hamada beschränkten, oft gewundenen Rillen sind Spülfurchen, in welchen sich Sturzregen und Schichtfluten verlaufen, die ja strichweise und daher gelegentlich nur im Vorland auftreten.

Zusammenfassung.

Die Untersuchung von Fußflächen im Hohen Atlas und dessen Vorländer hatte den Zweck, einmal den Zusammenhängen zwischen dem sich mit der Höhe wandelnden Klima und den von diesem abhängigen formengestaltenden Vorgängen in der geologischen Gegenwart und jüngeren Vergangenheit nachzuspüren. Insgesamt wurde hierbei der Bereich zwischen etwa 400—4000 m durch Beobachtungen erfaßt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Es ergab sich zunächst, daß die intramontanen Pedimente pleistozäne (fossile) Formen sind und in der Gegenwart in Zerstörung begriffen sind (divergierende Formenentwicklung, J. Büdel 1952).

Die Ursache für diesen „Formenwandel" mit der Höhe, ist in der ungleich stärkeren Auswirkung der pleistozänen Klimaänderungen in den Hochregionen gegenüber den Flachländern zu suchen. Durch die kaltzeitliche Absenkung des Frostgürtels und die damit verbundene Steigerung der Schuttproduktion wurde im Hohen Atlas das bis dahin herrschende Kräfteverhältnis, vornehmlich das Belastungsverhältnis der Gewässer, gänzlich verschoben. In den Vorländern hingegen wirkte sich morphologisch die letzte kaltzeitliche Temperaturabnahme überhaupt nicht, die Niederschlagszunahme nur unbedeutend aus (leichte Tendenz zur Tiefenerosion auf der Hamada von Meski) (konvergierende Formenentwicklung). Auch für den Hohen Kalkatlas konnte der Nachweis erbracht werden, daß das vorletzte Pluvial kühler als das letzte war.

Um die kaltzeitlich größere Schuttlast bewältigen zu können, mußten die Gebirgsgewässer, ausgenommen in steilsten Rinnen, zunächst die Tiefenerosion einstellen und später das Gefälle durch Aufschüttung erhöhen. Die Folge war eine bedeutende Ausdehnung des Bereichs der seitlichen Erosion auf fast allen Laufstrecken.

Die schmalen Gebirgsglacis (*glacis des versants*) sind das Werk der Runsenspülung. Fast alle Abfälle von Plateaus und Ketten sind dicht von gestreckten Rinnen und Gräben zerfurcht, in welchen, während des Quartärs mit Unterbrechungen, heute andauernd, Tiefenerosion herrscht. Beim Übertritt der Hanggerinne auf die Flächen setzte infolge Zerfaserung oder Ausbreitung zu Schichtfluten unvermittelt seitliche Verebnung und flächenhafte Tieferschaltung ein. Durch diesen durch das Gefälle bedingten Wechsel in der Arbeitsweise des fließenden Wassers wurde die Fußkehle erhalten. Der geradlinige Verlauf des Hangfußes ist die Folge der morphologischen Gleichwertigkeit der eng benachbarten Runsen und Gräben, in welchen die Wendepunkte überall in der gleichen Höhe liegen. Hangkehle und Fußpunkte der Tiefenerosion fallen in diesen Fällen zusammen. Die Vergrößerung der Flächen auf Kosten der Steilhänge geschieht durch Aufwärtsrücken der Wendepunkte (H. v. Wissmann 1951).

Auf Hängen unter 35° Neigung war während der Kaltzeiten im Hochatlas die Solifluktion, zu deren Beginn auch auf den vorgelagerten Flächen (bis etwa 2000 m herab) erodierend tätig (soligelide Pedimentierung). Durch die Ansammlung mächtigeren Periglazialschuttes an den Bergfüßen und auf den

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Pedimenten wurde die Runsenspülung und damit die fluviatile Weiterentwicklung der Felsebenen unterbunden. Das Gesamtprofil des Formenkomplexes, das bei rein fluviatiler Entwicklung konkav ist, wird bei Einschaltung stärkerer und langdauernder Solifluktion im Bereich des Steilhanges konvex (Abflachung in den oberen, Konservierung durch Solifluktionsdecken in den unteren Hangteilen). Eine Abflachung tritt naturgemäß auch ein, wenn Wandfluchten höhere Steilhänge durchziehen. Jene wurden besonders während der Kaltzeiten durch Steinschlag rasch zurückverlegt und durch geradlinige oder leicht konvexe Haldenkerne ersetzt. Im großen und ganzen blieb jedoch die Steilheit der Hänge und damit der kennzeichnende Formenkontrast an Pedimenten erhalten, weil an den Steilhängen mit nur kurzen Unterbrechungen durch lange Zeiträume der gleiche Vorgang, die Runsenspülung, wirksam war. Sie sorgt zusammen mit der örtlich auch wirksamen flächenhaften Abspülung für die Abfuhr des Verwitterungsmaterials und schiebt die Hänge parallel zurück.

Am Gehänge des Rhat konnten erstmalig im Hohen Atlas zwei verschieden alte, zu Breccien verkittete Solifluktionsdecken, aus dem vorletzten und letzten Pluvial, nachgewiesen werden.

Die größeren Pedimente (*plaines d'érosion, glacis de piedmont*), am Fuße zertalter Gebirgsgruppen oder am Gebirgsrande, sind durch die Verschmelzung von Schwemmkegelkernen bzw. fluviatiler Talebenen entstanden. Durch seitliche Unterschneidung in stumpfen oder spitzen Mündungstrichtern wird der Gebirgsrand gelappt, die Zwischenkämme niedergelegt und dadurch die Erosionsfläche vergrößert. Die Wendepunkte fallen nicht mit dem Berg- oder Gebirgsfuß zusammen. Bei enger Zertalung durch gleichwertige Gerinne halten sie in gleicher, bei ungleichwertigen in verschiedener Entfernung oberhalb des Austrittes der Täler auf die Fußebene. Der im ganzen geradlinige Verlauf des Gebirgsfußes ist am Südrand des Atlas nicht erosiv, sondern tektonisch bedingt (Randbrüche).

Im Gebirgsinneren sind die Glacis auf die Abflußbasen ausgerichtet, also sowohl gegen die Talweggerinne als auch talaus geneigt. Von diesen greifen jüngere Einschnitte durch die Flächen bis an die Steilhänge zurück. Am Südrand des Atlas und in den abflußlosen Becken laufen die Pedimente unzerschnitten auf die Schichttafel der Hamada bzw. die Beckensohlen aus. Im Djebilet sind sie nur am Tensift, also randlich gekerbt.

Sowohl die Fels- als auch manche Akkumulationsflächen sind Gleichgewichtsebenen. Sie sind im Hochatlas im Durchschnitt viel steiler (bis zu 20°) als in den Vorländern, weil die Schuttlast in den

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Hangrunsen und den sonstigen steilen Gebirgsgerinnen immer sehr hoch war (Pedimentierung durch Runsenspülung). In den niedrigeren Teilen des Gebirges und in den Vorländern ist die Belastung infolge des Ausfalls der Frostverwitterung geringer. Der Hauptgrund für die schwache Neigung der meisten Fußflächen im östlichen Atlas und vor allem des Pediments am Südrand ist jedoch die Tatsache, daß sie aus der Verschmelzung von Talebenen, durch Verschneidung von Mündungstrichtern hervorgegangen sind (Pedimentierung durch Talweggerinne).

Im Atlas sind die Flächen durchwegs an morphologisch weiche (Tone, Sandsteine, Konglomerate, Mergel, Rauhwacken), die Steilhänge an harte Gesteine (Kalke, Kalkmergel) geknüpft. Die Gesteinsunterschiede begünstigten die Erhaltung der Steilhänge und erleichterten die Pedimentierung; sie beeinflußten im einzelnen auch die Form und Neigung der Fußflächen. An die Grenze zwischen harten und weichen Gesteinen sind außerdem die Fußpunkte der Tiefenerosion geheftet, die sich deshalb bei Veränderungen in der Wasserführung vor allem perennierender Gerinne nur geringfügig talauf oder -ab bewegen (H. v. Wissmann 1951). Dies ist mit ein Grund für den geradlinigen Verlauf der Hangkehle (Knick). Gesteinsunterschiede sind jedoch bekanntlich keine generell notwendige Voraussetzung für die Ausbildung von Fußebenen.

Zur ersten Einleitung der Pedimentierung sind gewisse Reliefkontraste — aneinanderstoßende steilere und flachere Böschungen — erforderlich (F. Joly 1950). Solche können durch die Tiefen- oder Seitenerosion größerer Flüsse (Erosionshänge) sowie Verwerfungen bzw. Fexuren (Bruchstufen) ursprünglich geschaffen worden sein. Im allgemeinen lag während der Kaltzeiten im Hohen Atlas der untere Grenzwert für Steilhänge bei ungefähr 30°. Bei kleineren Hangwinkeln war eine konzentrierte Entwässerung in gestreckten Rinnen (Gräben), die für die Pedimentierung durch Runsenspülung erforderlich sind, nicht mehr gewährleistet.

Neben vielfach nachgewiesenen Brüchen dürften auch junge Verbiegungen nach Art einer Großfaltung für die erste Anlage von Steilhängen maßgebend gewesen sein. Solche sind namentlich für den östlichen Hohen Atlas anzunehmen, in dem das Relief mit dem Bau des Gebirges weitgehend übereinstimmt und eine junge, für die Großformung entscheidende Wiederbelebung älterer Strukturen erfolgt sein dürfte. Manche der Längsmulden im östlichen Hohen Atlas sind außerordentlich breit und tief, und die für Erosionsflächen kennzeichnende Kappung der Schichten ist nur für die randlichen Teile der Mulden nachzuweisen. Es scheint, daß es sich nicht um reine Ausräumungszonen, sondern um tektonisch vor-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

gezeichnete Hohlformen handelt. Diesbezüglich genauere geologische Untersuchungen stehen freilich noch aus. Für die Hamada von Meski sowie für das ganze südliche Vorland steht die tektonische Anlage jedoch außer Zweifel.

Literaturverzeichnis.

Baulig, H., Essais de Géomorphologie. Paris 1950.

Baulig, M., Diskussionsbemerkungen zu P. Birot, Sur le problème de l'origine des Pédiments. C. R. Congr. Int. d. Géogr., Lisbonne 1950.

Bryan, K., Erosion and Sedimentation in the Papago Country, Arizona. U. S. Geol. Surv. Bull. 730, 1922.

Büdel, J., Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung. P. M. Ergh. 229, 1937.

— Bericht über klima-morphologische und eiszeitliche Forschungen in Nieder-Afrika. Erdkde. 1950.

Castel, W. D., Chinaflug. Berlin-Zürich 1938. Zitiert bei H. v. Wissmann (1951).

Dresch, J., Les surfaces de piémont dans les Djebilet et le Massif Central du Grand Atlas. C. R. Congr. Int. d. Géogr., Amsterdam 1938.

— Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Tours 1941.

— Sur les pediments en Afrique méditerranéenne et tropical. C. R. Cong. Int. de Géogr., Lisbonne 1950.

— Notes sur le Bassin supérieur de la Tessaout (Grand Atlas, région de Demnat). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc., Nr. 96, 1951.

— Systèmes d'érosion en Afrique du Nord. Proc.-verb. d. cercle d'études géogr. d. Lyon, Nr. 20, 1953.

Dresch, J. et Raynal, R., Formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas. C. R. S. Soc. Géol. d. France, Nr. 11, 1953 (a).

— — Notes sur les formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen Atlas, le bassin de la Moulouya et le Haut Atlas oriental et leurs limites d'altitude. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Nr. 117, 1953 (b).

Gilbert, G. K., Report on the Geology of the Henry Mountains. U. S. Geogr. and Geol. Surv. of the Rocky Mts. Region. Washington 1877.

Hövermann, J., Über glaziale und „periglaziale" Erscheinungen in Eritrea und Nordabessinien. Hans Mortensen — Festschrift, Bremen 1954.

Jaeger, F., Die Oberflächenformen im periodisch trockenen Tropenklima mit überwiegender Trockenzeit. Düsseld. geogr. Vortr. u. Erörterungen, Breslau 1927.

Johnson, D., Rock Fans of Arid Regions. Amer. Journ. of Science, 5., 23, 1932 (a).

— Rock Planes of Arid Regions. Geogr. Rev. 1932 (b).

Joly, F., Pediments et glacis d'érosion dans le Sud-Est du Maroc. C. R. Congr. Int. d. Géogr., Lisbonne 1950.

— Le Haut Atlas oriental. Aspects d. l. Géom. d. Maroc, Casablanca 1952 (a).

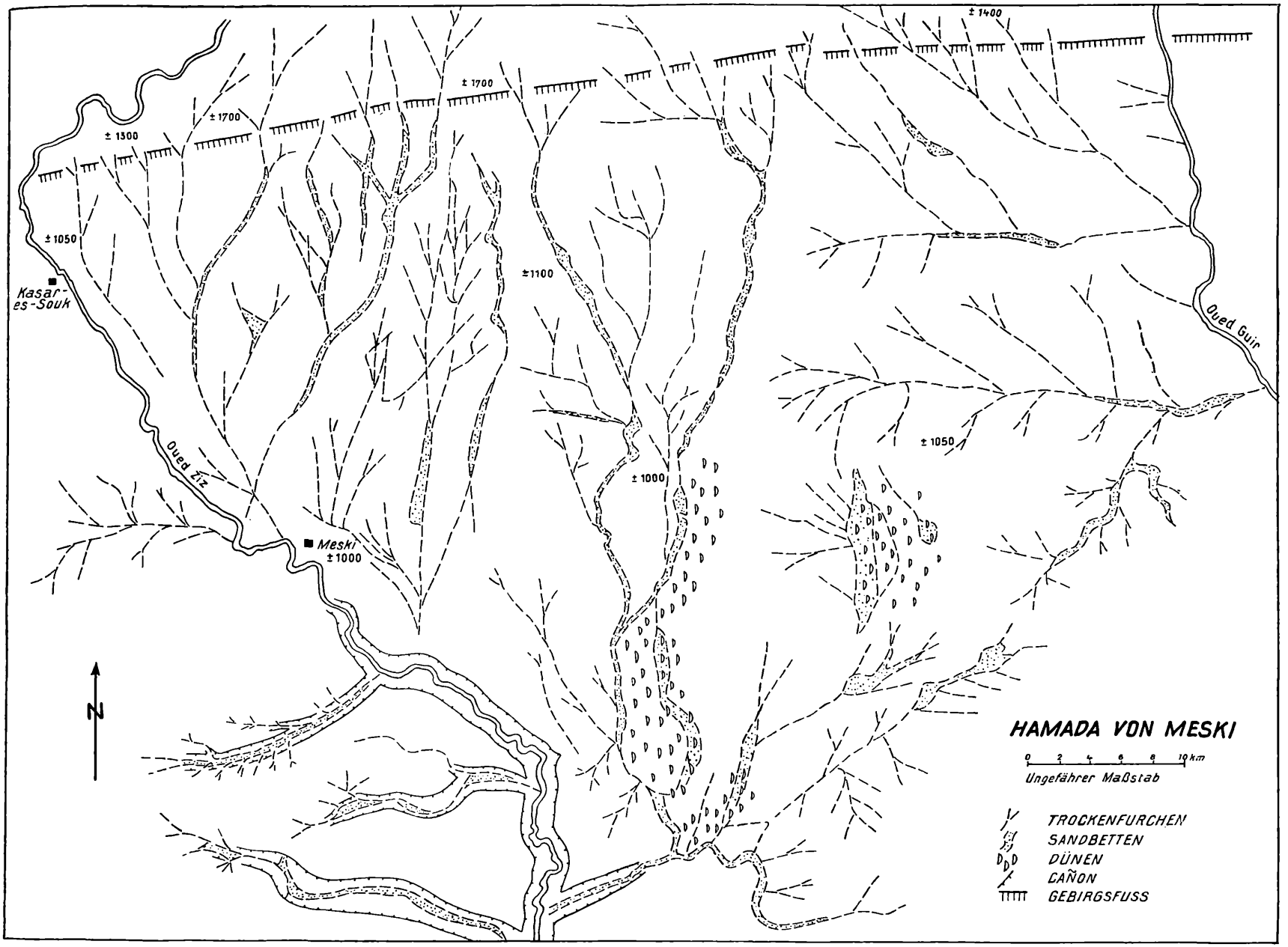
— Le Tafilalet. Le problème des hamada. Aspects d. l. Géom. d. Maroc, Casablanca 1952 (b).

Krebs, N., Morphologische Beobachtungen in Südindien. Sitzb. Preuß. Ak. Wiss., phys.-math. Kl., Berlin 1933.

Lawson, A. C., The epigene Profil of the Desert. Univ. of Calif. Publ., Dept. of Geol. 1915.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 2.



©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Louis, H., Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. Vhdlgn. u. wiss. Abhdlgn. d. 25. Dt. Geogr. Tages z. Bad Nauheim, Breslau 1935.
MacGee, W. J., Sheetflood Erosion. Bull. Geol. Soc. of America, 8, 1897.
Mensching, H., Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger Geogr. Arb. 1953.
Mensching, H. und Raynal, R., Fußflächen in Marokko. P. M. 1954.
Mortensen, H., Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Abhdlgn. d. Ges. Wiss. Göttingen 1927.
— Inselberglandschaften in Nordchile. Z. f. Geomorph. 1929.
Passarge, S., Die Inselberglandschaft der Massaisteppe. P. M. 1923 (a).
— Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens. Z. Ges. f. Erdkde. Berlin 1923 (b).
— Das Problem der Skulpturinselberglandschaften. P. M. 1924.
— Das Problem der Inselberglandschaften. Z. f. Geomorph. 1929.
Penck, A., Die Fußfläche der Alpen in Oberbayern. Sven Hedin — Festschrift, Geogr. Ann. 1935.
Poser, H. und Hövermann, J., Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. Abhdlgn. d. Braunschw. Wiss. Ges. 1951.
Raynal, R., La Région de la Haut Moulouya. Aspects d. l. Géom. d. Maroc, Casablanca 1952.
Robaux, A., Notions générales sur les phénomènes hydrologiques au Maroc. XIXe Cong. Géol. Int. „Hydrogéologie du Maroc", Rabat 1952.
Sölch, J., Eine Frage der Talbildung. Festband A. Penck, Stuttgart 1918.
Tricart, J., Cours de Géomorphologie. T II, F I, Le modelé périglaciaire. Paris 1954.
Waibel, L., Gebirgsbau und Oberflächengestalt der Karrasberge in Südwestafrika. Mitt. a. d. Dt. Schutzgeb., Berlin 1925.
— Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. Z. Ges. f. Erdkde., Berlin 1928.
Wiche, K., Klimamorphologische und talgeschichtliche Studien im M'Goungebiet (Hoher Atlas). Mitt. Geogr. Ges. Wien 1953 (a).
— Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1953 (b).
— Studienreise nach Französisch-Marokko 1954. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1954.
Wissmann, H. v., Über seitliche Erosion. Coll. Geogr. Bonn 1951.